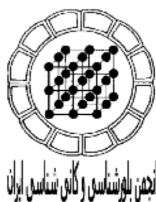
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۵، از صفحهٔ ۵۱۵ تا ۵۳۰



کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه سنگ‌های نفوذی و خروجی چهارفرسخ، خاور پهنه‌ی لوت

حبیب بیابانگرد، مجید نجف‌زاده خواجویی*، علی احمدی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

(دریافت مقاله: ۹۴/۶/۲، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۲۷)

چکیده: توده‌های نفوذی و خروجی چهارفرسخ در ۲۵ کیلومتری شمال باختر نهبندان و در فاصله‌ی ۱۶۵ کیلومتری جنوب بیرجند قرار گرفته و از نظر زمین‌شناسی در حاشیه‌ی خاوری پهنه لوت به حساب می‌آیند. نفوذی‌های چهارفرسخ به سن ژوراسیک در درون شیل‌ها و ماسه سنگ‌های سازند شمشک تزریق شده‌اند. طیف ترکیبی نفوذی‌ها عبارتند از مجموعه‌ای از سنگ‌های گابرو، دیوریت، سینوگرانیت، کوارتزمونزونیت، تونالیت هورنبلنددار، گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت، آپلیت. این واحدها از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و بیوتیت بوده و بیشتر دارای بافت دانه‌ای هستند، و تنها در گابروها می‌توان آثار پیروکسن را مشاهده کرد. خروجی‌های چهارفرسخ بیشتر ترکیب داسیت تا آندزیت دارند و دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، بیوتیت و بافت پورفیری هستند. نفوذی‌های گرانیتوئیدی نیمه قلیایی، متاآلومینوس تا پرآلومینوس و از نوع گرانیت‌های I هستند هر چند که تمایل به آلایش به پوسته نشان می‌دهند. نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی نشان دهنده‌ی وابستگی این توده‌ها به جایگاه گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی است. به نظر می‌رسد که تشکیل خروجی‌های چهارفرسخ به سن ائوسن می تواند وابسته به فرورانش شاخه‌های اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه باشد در حالی که تشکیل نفوذی‌های چهارفرسخ به سن ژوراسیک با ماگماتیسم کرتاسه توجیه پذیر نیست و احتمالاً تشکیل آن‌ها با خروجی‌های منطقه تفاوت دارد. به نظر تشکیل نفوذی‌های چهارفرسخ مشابه تشکیل توده نفوذی شاه کوه از ذوب بخشی سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای که در اثر هضم سنگ‌های دگرگونی و رسوبی پوسته فوقانی میزبان خود هنگام جایگزینی آلودگی حاصل کرده‌اند، تشکیل شده است.

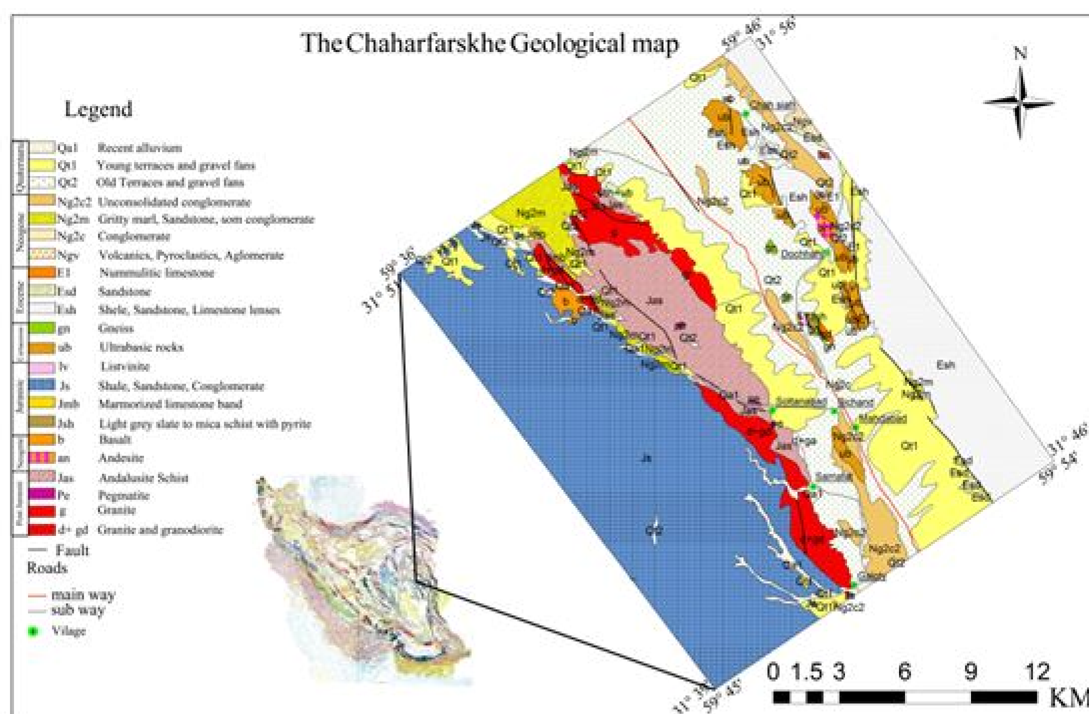
واژه‌های کلیدی: *نهبندان؛ چهارفرسخ؛ پهنه لوت؛ ژئوشیمی؛ کرتاسه.*

مقدمه

منطقه‌ی چهارفرسخ در استان خراسان جنوبی، در ۱۶۵ کیلومتری جنوب باختری شهرستان بیرجند و در فاصله‌ی ۲۵ کیلومتری شمال باختری شهرستان نهبندان، بین طول‌های شرقی ۳۸´ ۵۹° تا ۴۹´ ۵۹° و عرض‌های شمالی ۴۴´ ۳۱° تا ۴۰´ ۳۱° قرار گرفته است (شکل ۱). در حاشیه‌ی خاوری پهنه‌ی لوت حجم قابل ملاحظه‌ای از نفوذی‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به چشم می‌خورد. بررسی‌های گسترده‌ای روی این مجموعه‌ها صورت گرفته است [۱-۳].

شاه‌کوه از جمله مهم‌ترین توده‌های نفوذی این منطقه به شمار می‌رود که روی آن [۴-۷] بررسی‌هایی انجام داده‌اند. پیکره‌های گرانیتوئیدی چهارفرسخ که از نظر منطقه‌بندی ساختاری ایران [۸] در حاشیه‌ی خاوری زون لوت (ایران مرکزی) واقع گردیده‌اند، توسط [۹،۱۰] مورد بررسی قرار گرفته‌اند. [۱۱] با بررسی ژئوشیمی چهارپیکره گرانیتوئیدی شرق پهنه‌ی لوت، معتقد است که گرانیتوئیدهای حاشیه‌ی خاوری بلوک لوت از نوع S و I هستند، وی ضمن بررسی ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی سنگ‌های

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۹۰۶۹۴۸، پست الکترونیکی: m.najafzade33@gmail.com



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی واحدهای مختلف سنگی در منطقه‌ی چهارفرسخ، برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارفرسخ [۹].

گرانیتوئیدی چهار فرسخ، نشان داد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی حاصل شده و نتیجه‌ی جدایش از ماگما یا ماگماهای مافیک‌تر همراه با هضم بخشی از مواد پوسته‌ای بوده‌اند.

بررسی سنگ نگاری و ژئوشیمی مجموعه‌های خروجی و برخی از توده‌های پیکره‌ی گرانیتوئید چهارفرسخ که بررسی نشده است، هدف این نوشتار است.

زمین‌شناسی

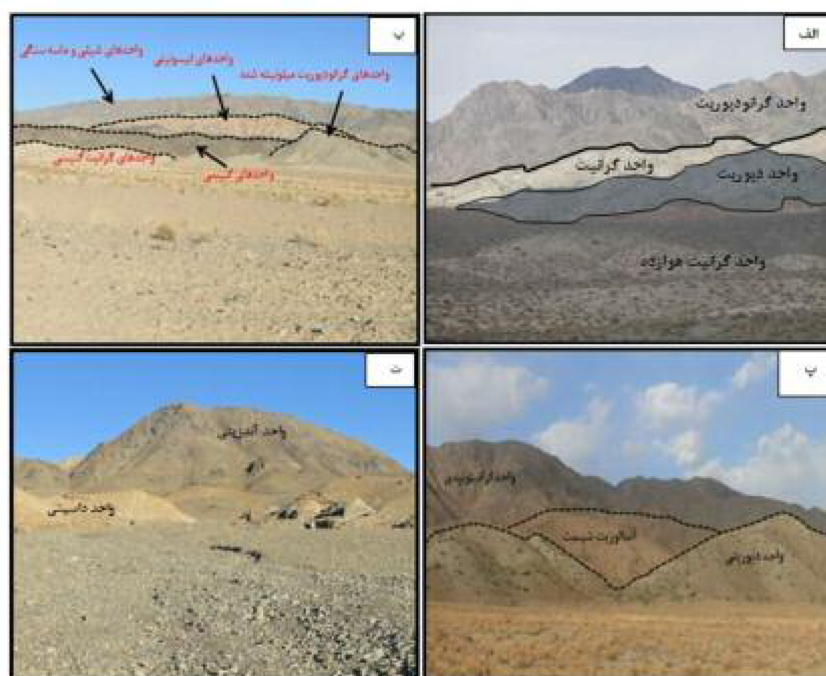
قدیمی‌ترین فعالیت ماگمایی شناخته شده در منطقه به اواخر ژوراسیک تا قبل از آلبین بر می‌گردد که آثار آن به‌صورت توده‌های بزرگی از گرانیت و گرانودیوریت‌اند که به‌داخل شیل‌های ژوراسیک پایینی نفوذ کرده‌اند [۹]. این توده‌ها پیکره‌ی اصلی نفوذی‌های چهارفرسخ را تشکیل می‌دهند که بیشتر ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی دارند (شکل۲ الف) و در داخل مجموعه‌هایی از سنگ‌های رسوبی با ترکیب شیل و ماسه سنگ به سن ژوراسیک برونزد دارند (شکل ۲ ب). در برخی نقاط به صورت نوار نسبتاً با ریک و منقطع هم روند با مجموعه‌های گرانیتوئیدی چهارفرسخ می‌توان سنگ‌های دگرگونی به ویژه آندالوزیت شیست‌ها را مشاهده کرد (شکل ۲ پ). خروجی‌های منطقه‌ی (شمال بیچند) بیشتر در بخش خاوری با ترکیب غالباً آندزیتی و داسیتی (نیل چاه، چاه شاهی) برونزد دارند (شکل۲ ب). سنگ‌شناسی‌های منطقه در نقشه زمین‌شناسی منطقه، شکل ۱ آورده شده‌اند.

روش پژوهش

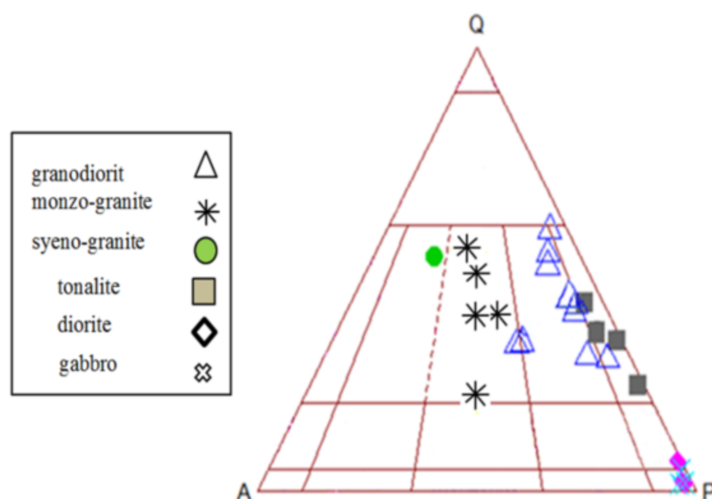
پس از بررسی‌های صحرایی منطقه و چند عملیات صحرایی و با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های عمومی توده‌ها، بیش از ۸۵ نمونه‌ی سنگی برداشت، و از این میان ۷۵ نمونه مقطع نازک تهیه شد که از این تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده برای بررسی‌های شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب انتخاب شدند، و با روش های XRF و ICP(OES) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور مورد بررسی قرار گرفتند. داده‌های حاصل از این بررسی‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند.

سنگ‌شناسی

بررسی‌های سنگ‌نگاری نمونه‌های نفوذی منطقه‌ی چهارفرسخ و رده‌بندی مودال آن‌ها [۱۲] طیف ترکیبی از هورنبلندگابرو، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت را مشخص کرد (شکل ۳). شرح مختصری از این سنگ‌ها در زیر آورده شد.



شکل۲ الف) واحدهای سازنده‌ی گرانیتوئید چهارفرسخ، در بالاترین بخش، بیشتر گرانودیوریتی و دربخش های پائینی دیوریتی هستند. ب) مجموعه‌های فلیشی، سنگ میزبان واحدهای گرانیتوئیدی، پ) واحدهای گرانیتوئیدی، واحدهای دگرگونه (آندالوزیت شیست) و واحدهای دیوریتی، منطقه سمافات، ت) واحدهای خروجی آندزیتی و داسیتی واقع در شمال روستای بیچند (نیل چاه و چاه شاهی).

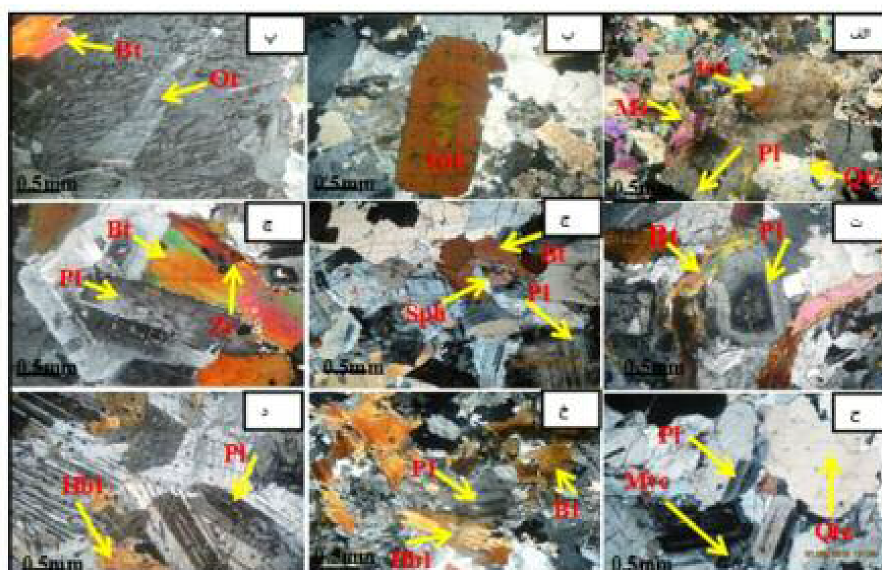


شکل۳ نمودار رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی براساس مودال [۱۲]. بنابر این نمودار، نمونه‌ها دارای طیف ترکیبی از سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گابرو هستند.

گرانیت و گرانودیوریت: در بیشتر توده‌ی گرانیتوئیدی چهارفرسخ، به رنگ خاکستری تیره تا روشن و گاه سبز (به‌دلیل حضورهورنبلند) دیده می‌شوند و بیشتر در حوالی روستای سمافات و سلطان آباد برونزد دارند. کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین) و هورنبلند و بیوتیت کانی‌های فرومنیزین این سنگ‌ها هستند. کانی کوارتز (در حدود۳۵ درصد حجمی)، به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های ۳/۲۵- ۰/۱۲۵ میلیمترانـد. پلاژیوکلازها در حدود ۴۵ درصد حجمی، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های ۲/۸۷۵- ۰/۲۵ میلیمتر و غالباً دارای

ردی‌هایی تکراری بوده و در برخی از نمونه‌ها در حال دگرسانی به سریسیت و اپیدوت هستند. خمیدگی ردها در کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت (شکل۴ ت) و تشکیل خمش شکنجی (Kink band) نشان از تاثیر فعالیت های زمین ساختی روی این سنگ ها دارد. پتاسیم فلدسپار در حدود ۵ درصد در اندازه‌های۰٫۱۴۷-۴٫۲۵ میلیمتر و دارای ماکل‌های دوتایی هستند. و ارتوکلازها نیز به‌صورت پرتیتی و بلورهای منفرد مشاهده می‌شوند (شکل۴ پ). کانی بیوتیت (در حدود۱-۵ درصد حجمی) به‌صورت بلورهای شکل‌دار اولیه و بلورهای بی‌شکل ثانویه و گاهی یک دست دیده می‌شوند که غالباً دارای نفوذی‌هایی از زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند (شکل۴ چ). هورنبلندها غالباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (شکل۴ ح) در حدود ۱۰ درصد حجمی کانی های سنگ‌ها را تشکیل می دهند. مقدار هورنبلند در گرانودیوریت‌ها بیشتر از گرانیت‌-هاست. سریسیت، اپیدوت و کلسیت کانی‌های حاصل از دگرسانی هستند. سنگ‌های گرانیتی به سمت سینوگرانیت (به رنگ سفید متمایل به شیری، شکل۴ الف) تا مونزوگرانیت نیز تمایل دارند هرچند از نظر گسترش و پراکندگی در منطقه محدود و بیشتر به‌صورت آپلیت دیده می‌شوند. کانی‌های ثانوی دراین سنگ‌ها مسکوویت و تورمالین هستند (شکل۴ ب).

تونالیت‌ها: توده‌های خاکستری متمایل به سبز که کانی‌های روشن در آن‌ها نسبتاً بیشتر از کانی‌های تیره با بافت دانه‌ای در اندازه‌های متوسط تا ریز دانه با کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند بودند و کانی‌های فرعی مانند زیرکن و اکسیدهای آهن در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. کانی‌هایی همچون کلسیت، اپیدوت و کلریت در نتیجه‌ی دگرسانی کانی‌های سازنده سنگ ها حاصل می‌شوند. کوارتز در حدود ۳۰ درصد حجمی، در اندازه‌های بین ۳٫۲۵-۰٫۱۲۵ میلیمتر، به صورت اولیه و ثانویه، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها حضور دارد. پلاژیوکلازها (حدود ۶۰ درصد حجمی)، نیمه شکل‌دار و اندازه‌ای در حدود ۵٫۵ -۰٫۵ میلیمتر و دارای رنگ خاکستری روشن هستند این کانی‌ها بیشتر از مرکز دستخوش دگرسانی شده‌اند. هورنبلندها (۱۰ درصد حجمی) با اندازه‌های میان دانه‌ای تا ریزدانه، اغلب نیمه‌شکل تا بی‌شکل و به رنگ‌های قهوه‌ای تا سبز نیز به صورت کانی‌های فرعی و ثانویه و سنگ‌های زیرکن، کلریت و سریسیت هستند.



شکل۴ تصاویر میکروسکوپی از نفوذی‌های چهارفرسخ. الف) سینوگرانیت‌های دارای کانی پتاسیم فلدسپار، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت اولیه و ثانویه و تورمالین ب) مونزوگرانیت‌های دارای تورمالین پ) درشت بلور پتاسیم فلدسپار ت،ج،چ،ح،) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های موجود در گرانودیوریت‌های منطقه‌ی مورد بررسی. این سنگ‌ها دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، اسفن، بیوتیت، هورنبلند و زیرکن هستند. این کانی‌ها دارای ویژگی‌های منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، خمیدگی در بیوتیت‌ها، نفوذی زیرکن در بیوتیت‌ها و حضور بافت‌های میرمکیتی هستند. خ) کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در گابروها د) کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز موجود در دیوریت‌های با بافت گرانولار منطقه‌ی مورد بررسی (تمامی تصاویر در نور XPL تهیه شده است) علائم اختصاری [۱۳].

دیوریت‌ها: دارای بافت دانه‌ای و میان دانه‌ای و بیشتر حاوی پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. پلاژیوکلازها در اندازه‌های بین ۰٫۳۷۵- ۸٫۵ میلیمتر در حدود ۵۵ درصد حجمی کانی‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. رده‌های پلی‌سنتتیک این کانی‌ها شکسته و جابجایی نشان می‌دهند و به‌وسیله‌ی کانی‌هایی چون کوارتز و کلسیت پرشده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای نفوذی‌هایی از هورنبلندهای به صورت تیغه‌های سوزنی و مثلثی هستند. هورنبلندها (۴۰درصد حجمی) بیشتر نیمه‌شکل تا بی‌شکل، در اندازه‌هایی حدود ۷٫۵-۲٫۵ میلیمتر دیده می‌شوند. هورنبلندهای اولیه دارای رخ‌های موازی و بدون رخ و برخی از هورنبلندها حالت سوزنی شعاعی (اکتینولیت) دارند. پتاسیم فلدسپار (میکروکلین) و کوارتز (۳-۱ درصد حجمی) حجم بسیار کمی از این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اپیدوت‌ها از کانی‌های ثانویه در اندازه‌های ریزدانه و شکل‌دار، غالباً در اثر تجزیه‌ی پلاژیوکلازها و هورنبلندها، هم به‌صورت مجزا و هم به صورت رگه‌ای، شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل۴ د).

هورنبلندگابرو: این سنگ‌ها به رنگ سبز متمایل به تیره، دارای بافت‌های دانه‌ای، ریز دانه‌ای و افیتیک با کانی‌های شاخص اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول هستند. پلاژیوکلازها (حدود ۵۰- ۴۵ درصد حجمی) به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه‌های میان دانه تا ریز دانه، اندازه‌ای در حدود ۱٫۷۵- ۰٫۱۲۵ میلیمتر دارند. پلاژیوکلازها دارای رده‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد با زاویه‌ی خاموشی ۳۴٫۵ درجه و بیشتر از نوع لابرادوریت هستند. هورنبلندها (در حدود ۴۵-۵۰ درصد حجمی) با اندازه‌های میان دانه تا ریز دانه (۱٫۲۵-۱۵٫میلیمتر) دارای نفوذی‌هایی از پلاژیوکلاز هستند در بعضی بخش‌ها، کانی هورنبلند در اثر فرایندهای دگرسانی به اکتینولیت به‌صورت سوزنی و کشیده است تبدیل شده است. پیروکسن‌ها حجم کمی (حدود ۵-۱۰ درصد حجمی)، در اندازه‌های ریز دانه تا میان دانه و به صورت نیمه شکل‌دارتا بی‌شکل دیده می‌شوند پیروکسن‌ها رنگ‌های تداخلی صورتی و نارنجی و خاموشی دارند. کانی کلریت به رنگ سبز کم رنگ تا آبی نفتی و کانی اپیدوت به رنگ زرد تا نارنجی در اطراف و حاشیه هورنبلند و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند.

سنگ‌های بیرونی

مقاطع میکروسکپی سنگ‌های آذرین خروجی منطقه، نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها بیشتر آندزیت و داسیت با ترکیب کانیایی کوارتز و پلاژیوکلاز و بافت غالب پورفیری هستند، توصیف سنگ‌نگاری این سنگ‌ها به شرح زیر است.

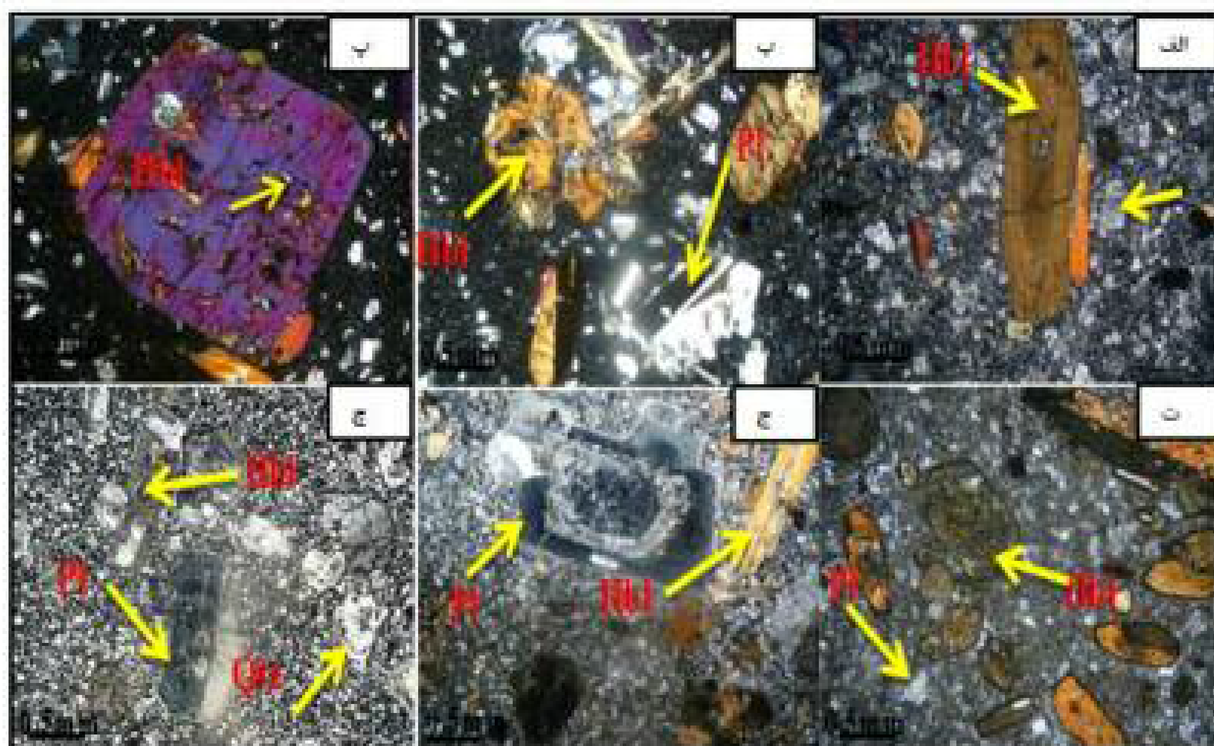
آندزیت‌ها: فراوان‌ترین سنگ‌های خروجی در منطقه به ویژه در شمال بیچند هستند که به رنگ خاکستری متمایل به سبز تا خاکستری روشن با بافت‌های هیالوپورفیریک، ریزسنگی، ریزبلور بینظم و گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی‌های اصلی و اکسیدهای آهن، کانی‌های کدر، کوارتز و کلسیت از کانی‌های فرعی و ثانویه قابل تشخیص در مقاطع نازک این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها فراوان و به دو صورت درشت بلور و ریزبلور (در خمیره) هستند. بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی هستند این کانی‌ها بیشتر شکل‌دار و ابعادی در حد ۱ تا ۲ میلیمتر دارند. منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها عموماً ناشی از نوسانهایی با فشار بخار آب [۱۴] ، پدیده‌ی اختلاط ماگمایی [۱۵]، کاهش دما یا وجود مواد فرار [۱۶] است. برخی از پلاژیوکلازها فاقد منطقه‌بندی و دگرسانی هستند. این کانی‌ها دارای رده‌های پلی‌سنتتیک و تداخلی‌اند و در اثر انباشت، گاه باعث ایجاد بافت گلومروپورفیری شده‌اند (شکل۵-ب). این بافت می‌تواند حاصل نطفه‌بندی ناهمگن و سردشدن سریع ماگما باشد [۱۷]. هورنبلندها پس از پلاژیوکلازها فراوانترین کانی، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، به صورت چند وجهی، لوزی شکل با ردی دو قلو و رخ‌های متقاطع دیده می‌شوند. نفوذی‌هایی از هورنبلند در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۵ پ). که می‌تواند ناشی از افزایش فشار بخار آب باشد و موجب وارون شدن ترتیب تبلور کانی‌ها و تقدم تبلور هورنبلند بر پلاژیوکلاز شود [۱۴]. پدیده‌ی منطقه‌بندی در کانی‌های سنگ‌های مورد بررسی حاصل شرایط غیرتعادلی است (شکل ۵ الف)، برخی از کانی موجود در این سنگ‌ها دارای حواشی سوخته شده (شکل ۵ ت) هستند. در بعضی از مقاطع کانی‌های آمفیبول به‌صورت گردشده در آمده‌اند که به عقیده ساتکلیف [۱۸] این فرایند می‌تواند ناشی از اختلاط ماگمایی باشد.

داسیت‌ها: این سنگ‌ها در منطقه چاه شاهی و نیل چاه (شمال بیچند) دیده می‌شوند. در نمونه‌ی دستی رنگشان خاکستری روشن است خصوصیات کانی‌شناسی مشابه آندزیت‌های هورنبلنددار را دارند با این تفاوت که مقدار کوارتز در این سنگ‌ها بیشتر است و در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی است اغلب کوارتزها در خمیره و از نوع بی‌شکل و ریز دانه هستند (شکل ۵ چ). پلاژیوکلازهای درشت و ریز در حدود۵۰ تا ۵۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و در اندازه‌های بین ۱

تا ۲ میلیمتراند. بلورهای پلاژیوکلاز اساساً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و غالباً دارای رده‌های با واکنش‌های چندگانه و کارلسباد هستند. پلاژیوکلازها ویژگی‌هایی همچون انحلال، خُردشدگی، تجزیه در مرکز و منطقه‌بندی را نشان می‌دهند. بافت غربالی شاخص دارند (شکل۵ ج) پژوهشگران مختلف، تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها را به افت سریع فشار [۱۹] آمیختگی ماگمایی و تغذیه‌ی مخزن ماگمایی [۲۰] ارتباط داده‌اند. هورنبلندها (۲۵- ۲۰ درصد حجمی) در اندازه‌های بین ۱/۵- ۰/۵ میلیمتر غالباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به رنگ‌های قهوه ای تا سبز پر رنگ دیده می‌شوند و از حاشیه اکسیده شده و از بین رفته‌اند به‌طوری که در بعضی از آن‌ها فقط قالبی از کانی باقی مانده و به شدت کلریتی شده‌اند.

ژئوشیمی

چنانکه در شکل ۶ مشاهده می‌شود، با افزایش SiO_2 مقادیر اکسیدهای CaO، Fe_2O_3، MgO، TiO_2، MnO، P_2O_5 از نمونه‌های گابرویی و دیوریتی به سمت سینوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها روندی نزولی و K_2O و Na_2O روندی صعودی نشان می‌دهند. این روندها بیانگر جدایش ترکیبات گابرویی دیوریتی به سمت ترکیبات سینوگرانیتی و گرانودیوریتی است. این روندها با حضور کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن و هورنبلند در دیوریت، گابروها و کانی‌های فلسیک نظیر پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی توجیه پذیر است (شکل۶ الف). در سنگ‌های بیرونی، روند عناصر اصلی با افزایش مقدار SiO_2، میزان عناصر اصلی FeO، MgO، CaO، TiO_2 و P_2O_5 به جزء Al_2O_3 تقریباً روند کاهشی از خود نشان می‌دهند. نشان ندادن روند چندان مشخص در سنگ‌های خروجی به دلیل گستره‌ی ترکیب نسبتاً یکسان آن‌هاست (جدول ۱). اکسیدسدیم (Na_2O) با افزایش SiO_2 روند افزایشی از خود نشان می‌دهد که نفوذ Na به درون شبکه‌ی پلاژیوکلازها می‌تواند روند صعودی به دنبال داشته باشد. مقادیر عناصرZr، Sr، Cr و Ni روندی کاهشی و Rb روندی افزایشی را از خود نشان می‌دهند (شکل۵ الف).



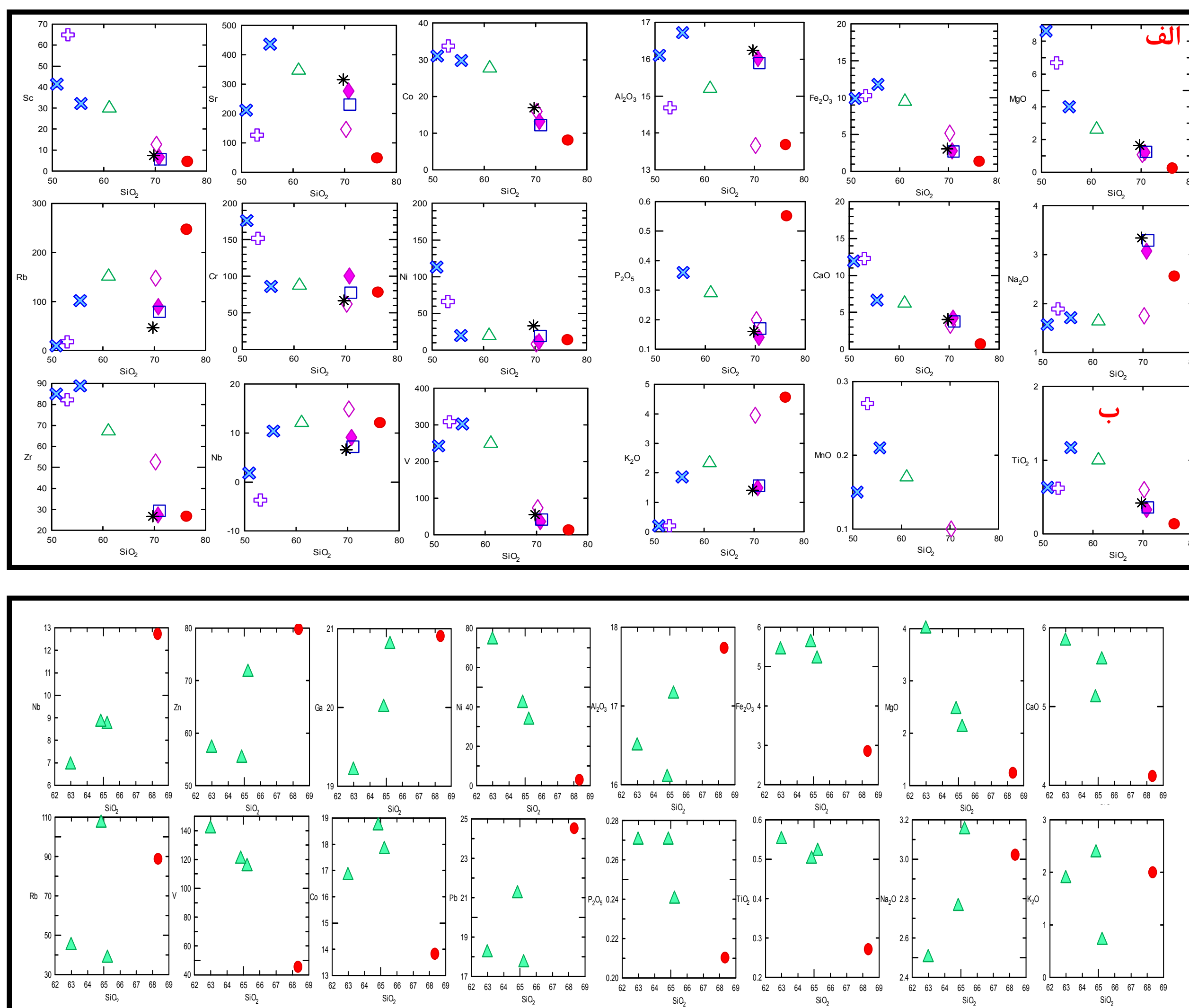
شکل۵ تصاویر میکروسکوپی آندزیت‌ها و داسیت‌های چهارفرسخ. الف) کانی‌های پلاژیوکلاز و منطقه‌بندی هورنبلندها ب) بافت‌های گلومروپورفیری تشکیل شده در آندزیت‌ها به وسیله‌ی پلاژیوکلازها و هورنبلندها، پ) بافت پوئی‌کلیتیک در هورنبلند آندزیت‌ها و پدیده‌ی انحلال در این کـانی‌هـا، ت) پدیده‌ی اپاسیتی‌شدن هورنبلندها در آندزیت‌ها، ج) منطقه‌بندی، فرایند انحلال و بافت غربالی پلاژیوکلازها در داسیت‌ها، چ) کانی‌های کـوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلند در داسیت‌ها و پلاژیوکلازهای با منطقه‌بندی و انحلال (تمامی تصاویر در نورXPL تهیه شده‌اند) علائم اختصاری [۱۳].

جدول۱ ترکیب شیمیایی عناصر اصلی(wt%) به روش XRF و عناصر فرعی (ppm) با ICP در نفوذی‌ها و خروجی‌های منطقه‌ی چهارفرسخ.

	Plutonic rocks									Volcanic rocks			
Sample	SN-۱۷	SN-۷	SN-۲۴	SN-۳۶	SN-۱۸	SN-۴۳	SN-۳۱	SN-۳۵	SN-۱۶	CH-۲	SN-۵۸	SN-۵۳	S-۲
SiO_2	۶۱/۱	۷۰/۳	۷۰/۷	۷۶/۴	۷۱	۶۹/۷	۵۰/۹	۵۵/۶	۵۳	۶۳	۶۵/۲	۶۴/۸	۶۸/۴
Al_2O_3	۲/۱۵	۱۳/۷	۱۶	۱۳/۷	۱۵/۹	۱۶/۲	۱۶/۱	۱۶/۷	۱۴/۷	۱۶/۵	۱۷/۱	۱۶/۱	۱۷/۷
Fe_2O_3	۵/۹	۵/۲	۲/۸	۱/۳	۲/۷	۳	۹/۹	۱۱/۸	۱۰/۳	۵/۴	۵/۲	۵/۶	۲/۸
CaO	۶/۲	۳/۲	۴/۲	۰/۶	۳/۸	۴	۱۱/۹	۶/۶	۱۲/۳	۵/۸	۵/۶	۵/۱	۴/۱
MgO	۲/۶	۱/۱	۱/۲	۰/۲	۱/۲	۱/۶	۸/۶	۴	۶/۷	۴	۲/۱	۲/۴	۱/۲
Na_2O	۱/۶	۱/۷	۳/۱	۲/۶	۳/۳	۳/۳	۱/۶	۱/۷	۱/۹	۲/۵	۳/۱	۲/۸	۳
K_2O	۲/۳	۳/۹	۱/۵	۴/۶	۱/۶	۱/۴	۰/۲	۱/۹	۰/۲	۱/۹	۰/۷	۲/۴	۲
P_2O_5	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۶	۰/۲	۰/۲	<۰/۱	۰/۴	<۰/۱	۰/۳	۰/۲	۰/۳	۰/۲
SO_3	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱
TiO_2	۱	۰/۶	۰/۳	۰/۱	۰/۴	۰/۴	۰/۶	۱/۲	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۳
MnO	۰/۲	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۱	۰/۱	<۰/۱	۰/۱
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Ag	۰/۱	۰/۱	۰/۱	<۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
B	۴/۲	۹/۷	۵/۲	۱۰/۵	۶/۵	۷	۶/۲	۷/۵	۹	۷	۵/۵	۶/۲	۶/۸
Ba	۴۸۹/۵	۴۹۰/۳	۲۲۸/۱	۱۵۷/۸	۱۶۷/۳	۲۰۱/۶	۳۹/۳	۴۰۳/۳	۳۵	۱۱۵۹/۶	۸۲۳	۵۶۸/۶	۹۶۰/۳
Be	۱/۸	۲/۱	۱/۴	۰/۵	۱/۴	۱/۵	۰/۶	۱/۶	۰/۷	۱/۵	۱/۵	۱/۱	۱/۶
Bi	۱/۳	۰/۸	۱/۶	۰/۹	۱/۸	۰/۹	۱/۱	۱/۲	۲	۰/۹	۱	۱/۱	۰/۹
Cd	۰/۲	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Ce	۷۰/۴	۵۹/۲	۱۳/۵	۱۲/۲	۲۰/۲	۱۹/۸	۱۳/۴	۵۷/۷	۲۳/۶	۴۲/۲	۳۳/۴	۲۹/۵	۴۴/۸
Co	۲۷/۷	۱۵/۹	۱۳/۲	۸	۱۲/۲	۱۶/۹	۳۱	۲۹/۸	۳۳/۷	۱۶/۸	۱۷/۸	۱۸/۷	۱۳/۸
Cr	۸۷	۶۱/۸	۱۰۰/۴	۷۷/۵	۷۷/۵	۶۶/۶	۱۷۵/۹	۸۶	۱۵۱/۷	۱۰۹/۸	۱۱۰	۱۰۲/۶	۸۱/۴
Cs	۵/۱	۵/۱	۵/۱	۵	۵/۱	۵/۲	۵	۵/۱	۵	۵/۲	۴/۸	۴/۹	۵/۱
Cu	۲۶/۸	۱۴/۲	۱۸/۳	۱۱/۷	۲۲/۲	۱۴/۹	۳۳/۶	۳۲/۵	۷۰/۴	۳۴/۹	۲۹/۳	۳۵	۱۳/۱
Dy	۷/۸	۵/۳	۲/۶	۲/۳	۳/۱	۲/۹	۸/۸	۷/۳	۱۲/۸	۳/۶	۳/۹	۳/۹	۱/۷
Er	۲/۷	۴/۸	۱/۷	۱/۲	۲	۱/۵	۰/۳	۱/۵	۰/۳	۱/۶	۱/۲	۰/۷	۰/۹
Eu	۱/۴	۱/۲	۱	۱/۱	۱/۲	۱/۲	۱/۲	۱/۵	۱/۵	۱/۱	۱/۴	۱	۱/۲
Ga	۲۱/۸	۲۰/۴	۱۹/۵	۲۰/۵	۱۶/۶	۱۹/۵	۱۷/۶	۲۲/۱	۱۹/۲	۱۹/۲	۲۰/۸	۲۰	۲۰/۹
Ge	۲	۱	۱/۱	۰/۶	۱/۱	۱	۱/۹	۲/۵	۲/۳	۱/۶	۱/۸	۱/۸	۱/۶
Hf	۱۳	۷/۴	۶/۹	۶/۱	۵/۸	۷	۸/۶	۱۲/۸	۱۱	۷/۸	۸/۱	۵/۵	۷/۵
Ho	۰/۸	۰/۷	۰/۸	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۰/۸	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۷	۰/۸	۰/۸
La	۳۵/۶	۳۲/۹	۱۰/۷	۵/۴	۱۱/۱	۱۰/۶	۴	۲۴	۵/۹	۲۹/۲	۲۰/۶	۱۳/۳	۲۵/۲
Li	۳۳/۲	۳۳/۴	۳۴/۲	۱/۹	۳۸/۱	۵/۷	۱/۷	۳۳	۳	۲۸/۹	۲/۸	۲۷/۹	۲۸/۹
Lu	۰/۵	۰/۴	۰/۲	۰	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۵	۰/۱	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۳
Mn	۱۲۶۱/۷	۵۷۸/۹	۴۶۶/۵	۸۸/۳	۳۹۴/۳	۳۷۹/۳	۹۸۱	۱۳۴۳/۴	۱۵۸۵/۵	۶۳۹/۵	۸۳۸/۸	۶۸۱/۳	۸۲۹/۱
Mo	۰/۷	۰/۴	۱/۷	۱/۳	۰/۴	<۰/۲	<۰/۲	<۰/۲	۰/۵	۱/۴	۰/۵	۰/۴	۱/۵
Nb	۱۲/۱	۱۴/۹	۹/۱	۱۲	۷/۲	۶/۶	۱/۸	۱۰/۴	۳/۷	۶/۹	۸/۷	۸/۸	۱۲/۷
Nd	۳۱/۵	۳۲/۸	۷/۹	۴/۴	۱۳/۴	۹/۸	۴/۵	۲۸/۹	۱۷/۹	۲۹/۳	۱۸/۱	۱۳	۱۳/۱
Ni	۱۹/۷	۸/۵	۱۱/۵	۱۳/۶	۱۹/۳	۳۳/۲	۱۱۳/۱	۱۹/۸	۶۶/۱	۷۴	۳۳/۳	۴۱/۸	۲/۷
P	۸۵۴/۴	۵۲۳/۴	۳۵۲/۶	۱۴۴۷/۳	۵۴۲	۴۶۴/۹	۱۵۵/۹	۸۶۷/۹	۱۴۵/۲	۸۴۰/۷	۵۴۰/۷	۶۱۴/۵	۶۰۹/۹
Pb	۳۰/۵	۱۴۴/۴	۲۵/۷	۲۸/۴	۱۸/۹	۲۳/۸	۳۰	۲۱/۸	۱۹/۵	۱۸/۲	۱۷/۷	۲۱/۲	۲۴/۵
Pr	۷/۵	۷/۴	۲/۷	۲/۸	۳/۲	۳	۲/۹	۵/۶	۲	۶/۵	۴/۶	۴	۵/۲
Rb	۱۵۱/۱	۱۴۷/۵	۸۹/۲	۲۴۶/۲	۷۸/۷	۴۶/۵	۹/۵	۱۰۱/۸	۱۷/۸	۴۴/۸	۳۸/۲	۱۰۶/۹	۸۸/۵
Sb	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۲	۰/۴	۰/۳	۱/۲	۰/۵	۰/۳	۰/۵	۰/۲	۰/۲	۰/۳
Sc	۲۹/۹	۱۲/۷	۶/۶	۴/۳	۵/۶	۷/۴	۴۱/۴	۳۲/۱	۶۴/۹	۱۳/۳	۱۳/۲	۱۴/۳	۴/۵
Sm	۶/۷	۵/۱	۱/۱	۱	۰/۴	۰/۱	۲/۲	۴/۵	۰/۲	۲/۵	۳/۱	۱	۲/۸
Sr	۳۴۶/۶	۱۴۶/۱	۲۷۶/۷	۴۷/۳	۲۳۰/۳	۳۱۵/۵	۲۱۱/۸	۴۳۶/۲	۱۲۶/۷	۹۶۵	۶۵۳/۷	۴۰۱/۷	۵۹۵/۷
Ta	۲/۵	۱	۲/۷	۲/۱	۳/۱	۲/۳	۳/۲	۳/۵	۳/۹	۲/۸	۲/۷	۲/۸	۲/۱
Tb	۱/۱	۰/۷	۰/۶	۰/۳	۰/۶	۰/۷	۰/۸	۱/۱	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۵
Te	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳
Th	۲۲/۲	۱۴/۴	۸/۶	۱/۵	۱۰/۲	۹/۸	۱۹/۵	۲۲/۹	۲۸/۵	۱۹/۲	۱۳/۴	۱۲/۶	۱۱/۹
Tl	۰/۹	۰/۸	۰/۹	۰/۹	۱/۱	۱	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۷
Ti	۶۷۶۹/۵	۳۶۷۹/۹	۲۷۱۱/۵	۷۱۸/۲	۲۷۳۸/۳	۳۲۰۴/۷	۴۰۰۰/۵	۷۵۰۶/۶	۴۳۶۰/۷	۳۷۸۸/۴	۳۶۲۴/۶	۳۲۳۵/۶	۲۱۰۲/۱
U	۵/۴	۳/۳	۱/۳	<۱	۱/۵	۱/۶	۱/۳	۴/۱	۱	۲/۹	۱/۶	۱/۸	۲
V	۲۴۹	۷۳/۴	۳۶/۳	۱۲	۴۱/۴	۵۵/۲	۲۴۲/۴	۳۰۲/۳	۳۰۸/۳	۱۴۱/۲	۱۱۵	۱۲۰/۲	۴۵/۱
Y	۳۱/۷	۳۱/۸	۱۴/۳	۷/۵	۱۲/۳	۱۳/۴	۱۶/۷	۲۷/۲	۲۱/۶	۱۳/۳	۱۸	۱۳/۸	۹/۱
Yb	۳/۶	۳/۱	۱/۳	۰/۴	۱/۱	۱/۳	۲/۲	۳/۴	۲/۷	۱/۵	۱/۹	۱/۵	۱
Zn	۹۱/۸	۵۷/۳	۴۳/۷	۲۴/۳	۴۳/۶	۳۸	۳۸/۶	۹۴/۱	۵۸/۸	۵۷/۱	۷۱/۶	۵۵/۲	۷۹/۷
Zr	۶۷/۲	۵۲/۶	۲۷/۳	۲۶/۵	۲۹/۴	۲۶/۷	۸۵	۸۸/۸	۸۲/۲	۱۲۸/۲	۲۵۱/۹	۱۰۱/۳	۵۱/۱

روند افزایشی Rb به‌دلیل جانشین شدن این عنصر در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند ارتوکلاز در سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی است. روند کاهشی Sr به علت جانشینی آن به جای کلسیم در شبکه‌ی پلاژیوکلازهاست. عناصر سازگار Ni و Cr در مراحل اولیه‌ی تبلور ماگما در شبکه‌ی کانی‌های فرومنیزین شرکت کرده و بدیهی است که در سنگ‌های مورد بررسی دارای روندهای نزولی باشد. عناصر وانادیوم و کبالت در شبکه‌ی پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها، مگنتیت و بیوتیت‌ها وارد می‌شوند [۲۲،۲۱] لذا روند نزولی از خود نشان می دهند. در میان عناصر کمیاب سنگ های بیرونی V، Co، Ni به دلیل سازگار بودن و مصرف در ساختار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار، روند کاهشی نشان می‌دهند. روند افزایشی عنصر Pb احتمالاً به دلیل جانشینی این عنصر به جای عنصر پتاسیم در کانی‌های پتاسیم‌دار از جمله بیوتیت است (شکل۶ ب [۲۳]).

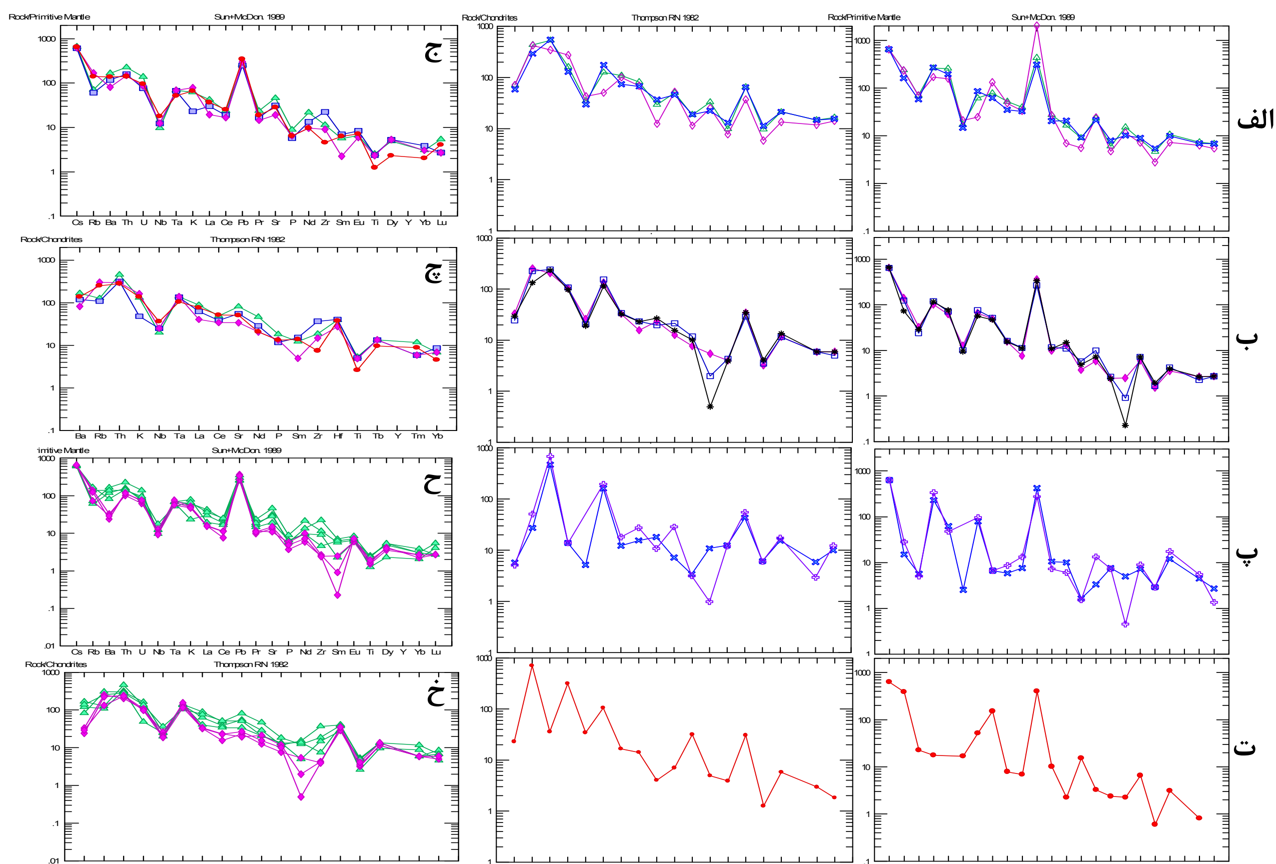
نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۴] و گوشته‌ی آغازین [۲۵] (شکل ۷) نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی دارند که از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های آهکی- قلیایی مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای هستند [۲۶، ۲۷] (شکل ۷)..



شکل۶ تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب Wt%) و عناصر کمیاب(برحسب ppm) در مقابل سیلیس[۲۳] الف) سنگ‌های درونی (نمادها: سینوگرانیت ○، گرانودیوریت شمال بیجند *، گرانودیوریت گلوتی Δ، گرانودیوریت بیجند □، گرانودیوریت مسی چاه ◊ دیوریت ☒ ، گابرو✚ و ب) سنگ‌های بیرونی. (نمادها: آندزیت= Δ داسیت = ○).

تغییرات عناصر کمیاب نسبت به کندریت [۲۴] بی-هنجاری منفی عناصرTi، Sr، Ba، Nb و P و غنی‌شدگی عناصر LILE (Rb، K و Th) و LREE(La، Ce، Nd) نسبت به عناصر HFSE(Zr، HF، Nb، Y، Sm)، نشان‌دهنده‌ی سنگ‌های آهکی- قلیایی قوس‌های قاره‌ای است. بی‌هنجاری منفی عناصر Nb و Ti در نمونه‌ها به احتمال یا نشان‌دهنده‌ی وابستگی آن‌ها به محیط‌های فرورانش است و یا آلودگی پوسته ای است. الگوی مشابه تغییرات عناصرکمیاب و کمیاب خاکی مجموعه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی حتی در رگه‌های آپلیتی (شکل ۷) گویای خاستگاه مشترک تمامی آن‌ها و وابستگی آن‌ها به یکدیگر است. این فرایند در الگوی تغییرات عناصر کمیاب مجموعه‌های خروجی چهارفرسخ نیز مشاهده می‌شود (شکل ۷ ح و خ). بی‌هنجاری‌های مثبت عناصری مانند Rb، U، Th، Pb، Cs، Ba و Sr و بی‌هنجاری‌های منفی عناصر Nb، Ti، P و Yb احتمالاً در ارتباط با تشکیل این سنگ‌ها درمحیط‌های وابسته به فرورانش است [۲۷]. تهی‌شدگی عناصر HFSE و غنی‌شدگی عناصر LILE در مناطق فرورانش در ارتباط با تأثیر شاره‌ها یا گدازه‌های حاصل از صفحه فرورانده روی گوه گوشته‌ای باشد [۲۸، ۲۹] . عناصر LILE

در فشار و دمای بالا به آسانی درشاره‌های آبدار حل‌شده و انتقال می‌یابند [۳۰- ۳۲] ولی میزان انحلال‌پذیری عناصر HFSE در شاره‌های آبدار پایین است [۳۳].



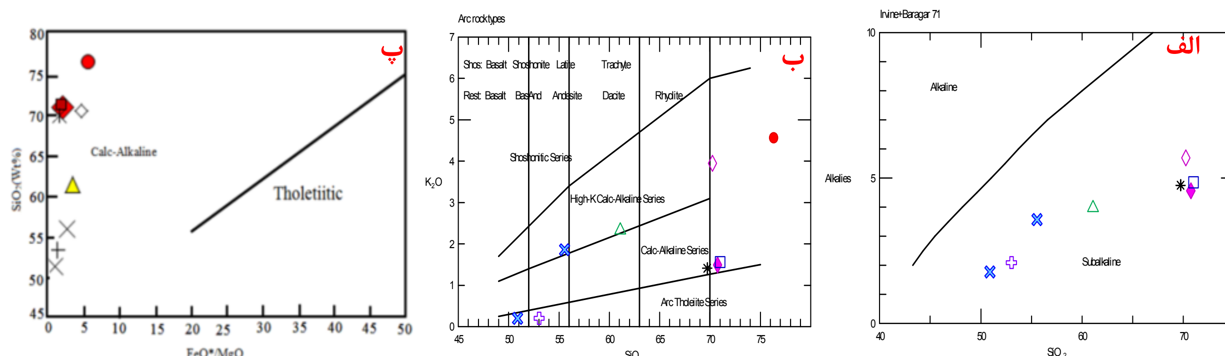
شکل۷ نمودارهای عنکبوتی واحدهای درونی و بیرونی منطقه‌ی چهارفرسخ، بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی آغازین [۲۵] و کندریت [۲۴]. الف) تغییرات عناصر توده‌های گلوتی، بیچند و گلیبکا ب) تغییرات عناصر توده‌های مسی‌چاه، تک‌چاهی و شمال‌بیچند پ) تغییرات عناصر توده‌های دیوریت گلیبکا با گابرو سمافات، ت) تغییرات عناصر کمیاب رگه‌ی آپلیتی ج) تغییرات عناصر نمونه‌های بیرونی نسبت به گوشته‌ی آغازین چ) تغییرات عناصر نمونه‌های بیرونی نسبت به کندریت ح و خ) مقایسه‌ی روند تغییرات عناصر توده‌های مسی‌چاه، تک‌چاهی و شمال‌بیچند با روند تغییرات عناصر واحدهای بیرونی (در نمودارهای مقایسه‌ای نمادهای مثلثی نمونه‌های بیرونی و نمادهای لوزی نمونه‌های درونی را نشان می‌دهند).

سری ماگمایی و وابستگی محیط زمین ساختی

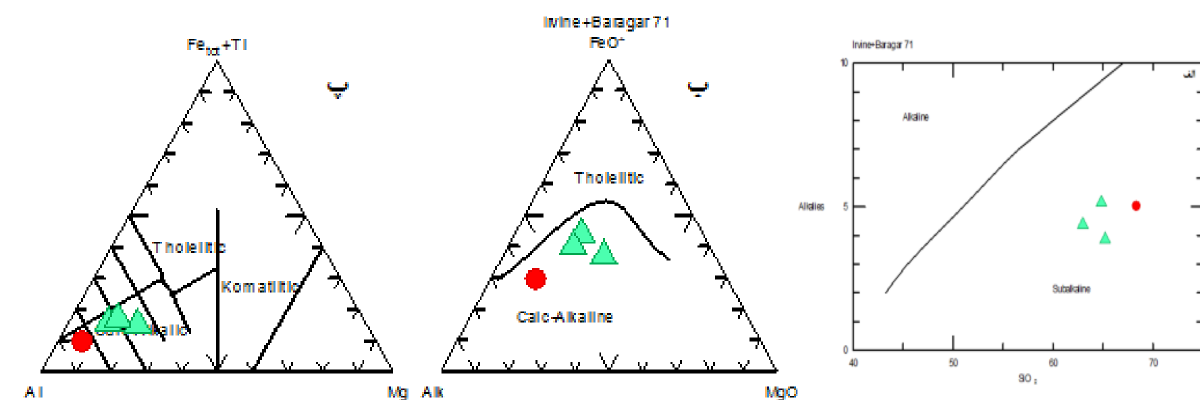
در نمودارهای [۳۴]، SiO_2-K_2O و SiO_2-FeO*/MgO [۳۵] برای تعیین سری ماگمایی، شکل‌های الف تا پ تمامی نفوذی‌های چهارفرسخ در گستره نیمه قلیایی و آهکی- قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۸). سنگ‌های خروجی چهارفرسخ در نمودارهای [۳۶،۳۴] در گستره‌های اخیر مشابه سنگ‌های نفوذی هستند (شکل ۹). بنابراین نفوذی‌ها و خروجی‌های چهارفرسخ به محیط زمین ساختی مشابهی وابسته‌اند.

در نمودار A/CNK در مقابل A/NK [۳۷] سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی شبه‌آلومین تا پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف) پرآلومین بودن برخی از نمونه‌ها قطعاً به دلیل دگرسانی است و در نمودارهای جدایشی انواع گرانیتوئیدها K_2O-Na_2O[۳۸]، P_2O_5 در مقابل SiO_2 [۳۹] (شکل ۱۰ ب و پ) نمونه‌های نفوذی چهارفرسخ در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند که این امر با بررسی‌های سنگ نگاری نظیر حضور نداشتن کانی‌های گارنت، آندالوزیت و حضور کانی‌های هورنبلند، فلدسپارهای قلیایی ماکل‌دار (ارتوکلاز)، همچنین حضور بیوتیت‌های قهوه‌ای [۴۰] و نتایج حاصل از نمودارهای ژئوشیمیایی چون $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 [۴۱]، این نمونه‌ها را وابسته به نوع I سری مگنتیتی نشان می‌دهند. تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 روند کاهشی دارد که خاص گرانیتوئیدهای نوع I است [۳۹]. همچنین در نفوذی‌های چهارفرسخ، تنوع سنگ‌شناختی از گرانیت تا گابرودیوریت قابل مشاهده است که سنگ‌های گرانیتوئیدی با ترکیبات گسترده از سرشتی‌های گرانیت‌های نوع I است.

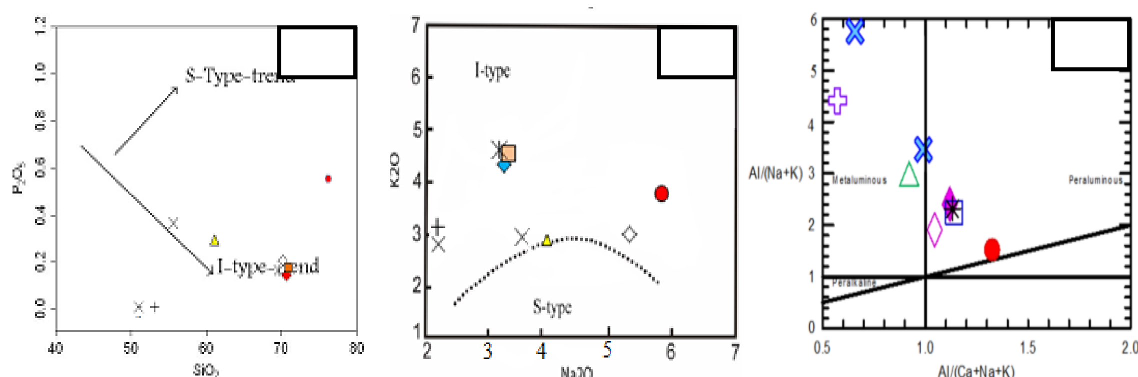
در نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 [۴۱] تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی منیزیمی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱) که اشاره به شرایط اکسایش ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها دارد؛ که گویای شرایط حاکم بر این ماگما در ارتباط با سری‌های ماگمایی آهکی- قلیایی و متمایل به گرانیت‌های نوع I است.



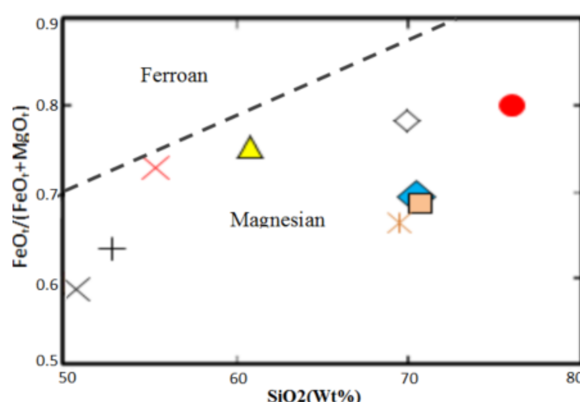
شکل ۸ الف) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی [۳۴]. ب) نمودارهای تعیین سری ماگمایی با استفاده از داده‌های عناصر اصلی SiO_2-K_2O و پ)SiO_2-FeO*/MgO [۳۵] (نمادها مشابه باشکل ۶- الف).



شکل۹ الف) نمودار تعیین سری ماگمایی نیمه قلیایی و قلیایی [۳۴]. ب و پ) نمودارهای جدایشی سری‌های ماگمایی آهکی- قلیایی از تولئیتی [۳۶] (نمادها مشابه با شکل۶- ب).



شکل۱۰ الف) تعیین سری ماگمایی سنگ های گرانیتوئیدی($CaO-K_2O-Na_2O-Al_2O_3$)[۳۸]. ب و پ) جدایش گرانیت‌های I و S بنابر نمودار K_2O-Na_2O [۳۷] و تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 [۳۹] (نمادها مشابه با شکل۶- الف).



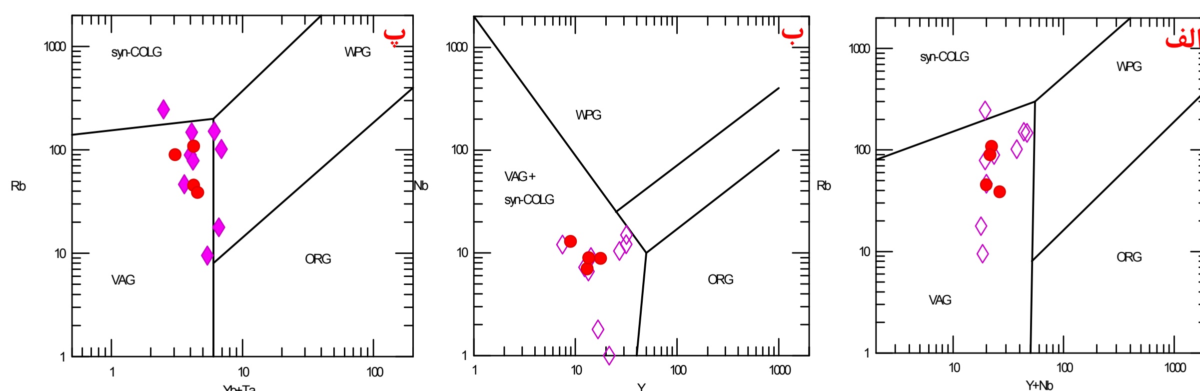
شکل۱۱ نمودار تغییرات $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 [۴۱]. تمامی نمونه‌های گرانیتوئیدی در گستره‌ی سنگ‌های منیزیمی قرار گرفته‌اند (نمادها مشابه با شکل۶- الف).

در اینجا برای شناخت دقیق‌تری از محیط‌های زمین ساختی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای [۴۲] استفاده شد. این نمودارها نشان دهنده‌ی محیط زمین‌ساختی قوس‌های آتشفشانی (VAG) برای سنگ‌های بیرونی و درونی منطقه مورد بررسی است (شکل۱۲ الف، ب و پ). همچنین در نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb [۴۳]، گرانیتوئیدهای مورد بررسی در گستره‌ی حاشیه فعال قاره‌ها قرار می‌گیرند (شکل۱۳ الف). از طرفی سنگ‌های آندزیتی وابسته به حاشیه‌ی فعال قاره‌ای، دارای ویژگی‌هایی چون نسبت‌های Ba/La>15 و La/Th<7 هستند که در نمونه‌های مورد بررسی این نسبت‌ها به ترتیب عبارتند از Ba/La>12 و La/Th<4، و نیز بنا بر نمودار [۴۴] که نسبت‌های La-Ba مورد بررسی قرار می‌دهد، سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره آندزیت‌های ناشی از کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل۱۳ب).

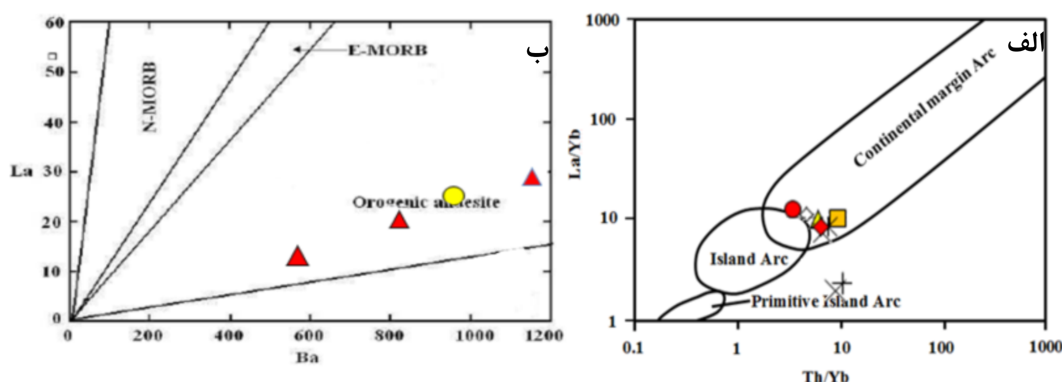
سنگ‌زایی

برای تعیین خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای $Al_2O_3/(MgO+FeO_t)$ در مقابل $CaO/(MgO+FeO_t)$ [۴۵] استفاده شد بنابراین نمودار، تمامی نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گدازه‌های مشتق شده از ذوب‌بخشی شبه بازالت‌ها و شبه‌تونالیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل۱۴ الف).

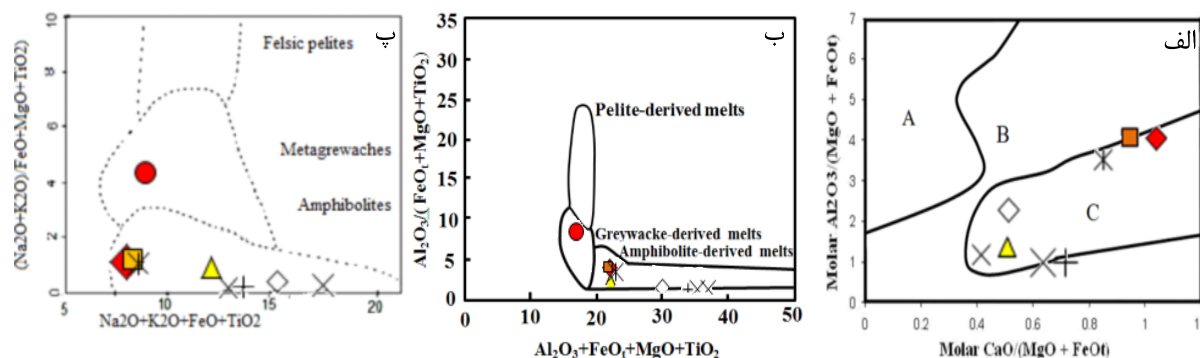
همچنین بنابر نمودار $Al_2O_3/(FeOt + MgO + TiO_2)$ در مقابل $Al_2O_3 + FeO_t + MgO + TiO_2$ و $(Na_2O + K_2O)/ (FeO + MgO + TiO_2)$ در مقابل $Na_2O + K_2O + TiO_2$ [۴۶]، تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی ذوب آمفیبولیت و تنها یک نمونه سینوگرانیت در گستره‌ی گری‌وک‌ها (احتمالاً به دلیل آلایش با مواد پوسته‌ای) واقع شده‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده‌ی این باشد که گدازه‌های پوسته‌ای نیز در تشکیل آن‌ها نقش‌داشته‌اند. به‌نظر می‌رسد ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های چهارفرسخ، از ذوب‌بخشی سنگ‌های بازالتی (بازی) دگرگون شده‌ی (ورقه اقیانوسی فرورونده) حاصل شده‌اند.



شکل ۱۲ الف، ب و پ) نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از نمودار Nb در مقابل Y، Rb در مقابل Y+Nb و Rb در مقابل Yb+Ta [۴۲] بنابر این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (VAG). ORG = مناطق پشته‌ی اقیانوسی VAG = مناطق کمان آتشفشانی WPG = مناطق داخل صفحه‌ای COLG = محیط‌های تصادمی)(نمادهای لوزی سنگ‌های درونی و نمادهای دایره سنگ های بیرونی).



شکل ۱۳ الف) نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb [۴۳] برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی (نشانه‌ها مشابه با شکل ۶-الف) ب) تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بیرونی منطقه مورد بررسی [۴۴] بنابراین نمودار، سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی آندزیت‌های ناشی از کوهزایی قرار می‌گیرند (نمادها مشابه با شکل ۶ ب).



شکل ۱۴ الف) نمودار تعیین خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی [۴۵] که بر این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی شبه‌بازالت‌ها و شبه-تونالیت‌ها واقع شده‌اند (A: گدازه با خاستگاه متاپلیتی B: گدازه با خاستگاه متاگریوکی C: گدازه با خاستگاه متابازالتی و متاتونالیتی). ب و پ) نمودار تعیین نوع سنگ خاستگاه بر پایه‌ی اکسیدهای $Al_2O_3/(FeOt+MgO+TiO_2)$ در مقابل $Al_2O_3+FeO_t+MgO+TiO_2$ و $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ در مقابل $Na_2O+K_2O+TiO_2$ [۴۵] که مذاب‌هایی با منشأ آمفیبولیتی را نشان می‌دهند (نمادها مشابه با شکل ۶-الف).

ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی در مناطق فرورانش عموماً از گوه‌ی گوشته‌ای، شاره‌ها و آبگون‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو ریشه می‌گیرند [۴۷]. بی‌هنجاری منفی Nb و Ti و غنی شدگی از عناصر LILE و نسبت پایین Nb/U [۴۸] (شکل۱۵ الف) و شاره‌های آزاد شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرو رو باعث بی‌هنجاری‌های مثبت عناصر Th، U و Pb شد که این بی هنجاری‌ها نشان‌دهنده‌ی آن است که این سنگ‌ها خاستگاه گوشته‌ای دارند، و همان‌طور که در نمودارهای Zr/Nb و Th/Zr [۴۹] نشان داده شد، سنگ‌های مورد بررسی روندی در ارتباط با مذاب‌های غنی شده دارند (شکل۱۵ ب) و نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها از ماگماهای بازالتی هستند که در اثر تبلور جدایشی همراه با هضم (AFC) حاصل شده‌اند [۵۰] (شکل۱۵ پ). هر چند با توجه به تعداد کم نمونه ها در این مورد نمی‌توان دقیق اظهار نظر دقیقتری کرد.

برداشت

۱- نفوذی‌ها و خروجی‌های چهارفرسخ ترکیبی از گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، دیوریت، گابرو، آندزیت و داسیت هستند که گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، تونالیت‌ها و دیوریت‌ها بیشتر از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند و گابروها حاوی پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند و تماماً بافت دانه‌ای دارند. خروجی‌ها اغلب حاوی کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت با بافت پورفیریتیک هستند.

۲- گرانیتوئیدهای چهارفرسخ به واسطه‌ی تنوع ترکیبی، حضور کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، عدم حضور کانی‌های مسکوویت و آندالوزیت، و شبه‌آلومین به گرانیت‌های نوع I تعلق دارند.

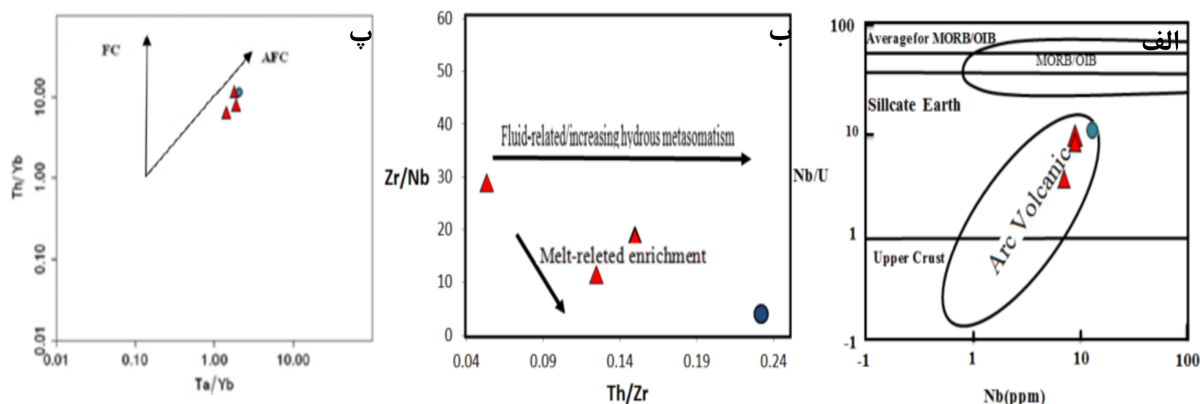
۳- الگوی نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر نادر و کمیاب نشان می‌دهد که روند تغییرات عناصر در سنگ‌های نفوذی مشابه و موازی است، لذا به احتمال ماگمای مادر این سنگ‌ها خاستگاه مشابه و مشترکی دارند. این الگوها در سنگ های خروجی نیز دیده می‌شوند. ولی نمی‌توان گفت که سنگ‌های نفوذی و خروجی دارای خاستگاه واحدی هستند.

۴- الگوی اکسیدهای عناصر اصلی در نمونه‌های مختلف گویای روند جدایش به ویژه در سنگ‌های نفوذی توده‌های چهارفرسخ است.

۵- بی‌هنجاری‌های مثبت عناصری مانندRb، U، Th، Pb، Cs، Ba و Sr و منفی عناصر Nb، Ti، P و Yb احتمالاً در ارتباط با تشکیل این سنگ‌ها درمحیط‌های وابسته به فرورانش است.

۷- نفوذی‌ها و خروجی‌های چهارفرسخ به سری ماگمایی نیمه قلیایی تا آهکی- قلیایی و محیط‌های زمین ساختی قوس‌های آتشفشانی (VAG) به کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای وابسته‌اند.

۸- به نظر می‌رسد که تشکیل توده‌های چهارفرسخ حاصل فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس (تتیس سیستان) به زیر بلوک لوت (ایران مرکزی) است که ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی ورقه‌ی اقیانوسی فرورانده شده با ماهیت آمفیبولیتی حاصل شده است.



شکل۱۵ الف) تغییرات نسبت Nb/U برحسب تغییرات Nb [۴۷]. ب) نمودار تغییرات Zr/Nb-Th/Zr [۴۹] برای نشان دادن نوع مذاب تشکیل دهنده سنگ‌های مورد بررسی پ) نمودار Th/Yb-Ta/Yb [۵۰] (نمادها مشابه با شکل۶-ب).

مراجع

[۱] اشتوکلین ی.، افتخارنژاد ج.، هوشمندزاده ع.، موحد م.، تقی زاده، *"بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"*، گزارش شماره۲۲ ف. سازمان زمین شناسی کشور(۱۳۵۲).

[۲] کریم پور م.ح.، ملک زاده شفارودی آ.، فارمر ل.، چاک ا.، *"پتروژنز گرانیتوئید، سن سنجی زیرکن به روش U-Pb، ژئوشیمی ایزوتوپ های Sr-Nd و رخدادهای مهم کانی سازی ترشیاری در بلوک لوت"*، شرق ایران. مجله زمین شناسی اقتصادی، شماره۱ (۱۳۹۱) ص ۱ – ۷۹.

[۳] مختاری ن.، *"ژئوشیمی پیکره های گرانیتوئیدی شرق پهنه لوت: دریافتی از ماهیت ژئوشیمیایی پوسته شرق ایران"*، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان بلوچستان(۱۳۹۰).

[۴] اسماعیلی د.، *"پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتی شاهکوه (جنوب بیرجند) با نگرش ویژه به کانه زایی قلع"*، رساله دوره دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، (۱۳۸۰) ۲۰۰ص.

[۵] اسماعیلی د.، م.، ولی زاده ج.، حسن زاده ا. بلون.، *" تنوع سنگ شناختی توده گرانیتوئیدی شاه کوه و تعیین سن رادیومتری آن به روش پتاسیم – آرگون"* : فصلنامه علوم زمین، سال دهم شماره ۴۲-۴۱ (۱۳۸۰).

[۶] عبدی م.، کریم پور م.ح.، *"زمین شناسی، دگرسانی، کانی زایی، پتروژنز، سن سنجی، ژئوشیمی و ژئوفیزیک هوابرد منطقه اکتشافی شاه کوه جنوب غرب بیرجند"*، مجله زمین شناسی اقتصادی شماره۱ (۱۳۹۱) ص۷-۱.

[۷] هاشم آبادی ز.، *"بررسی تحلیل هندسی – جنبشی ساختارهای منطقه چهارفرسخ"*، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان، (۱۳۸۷).

[۸] آقانباتی ع.، *"زمین شناسی ایران"*، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ صفحه(۱۳۸۳).

[۹] حمزءپور ب.، *"نقشه زمین شناسی چهارگوش چهارفرسخ"*، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور(۱۳۶۹).

[۱۰] جوانمرد م.، محمدی س.، زرین کوب م.، *"مطالعه زمین شناسی، پتروگرافی و دگرسانی توده گرانیتوئیدی چهارفرسخ (شمال باختر نهبندان، خاور ایران)"*، مجموعه چکیده مقالات دومین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران (۱۳۹۰).

[۱۱] مختاری ن.، *"ژئوشیمی پیکره‌های گرانیتوئیدی شرق پهنه لوت: دریافتی از ماهیت ژئوشیمیایی پوسته شرق ایران"*، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان (۱۳۹۰).

[12] Streckeisen A., *"Classification and nomenclature of Plutonic rocks",* Geologische Rundschau 63(1979) 773-786.

[13] Kretz R Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.

[14] Yoder H. S., Tilley G. E., *"Origion of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems",* Journal of Petrology 3(1962) 348-532.

[15] Nixon G. T., Pearce T. H., *"Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocrysts recycling in calc-alkaline magma chamber",* (Iztaccihuatl volcano, Mexico), American Mineralogy 72(1987) 1144-1162.

[16] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope",* Chapman and Hall, London, (1993) 630 pp.

[17] Kirkpatrick R.J., *"Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii",* Geological Society American Bulletin., 88(1977) 78-84.

[18] Sutcliffe RH., Smith AR., Doherty W., Barnett R., *"Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoids and associated mafic rocks",* evidence from the southern Superior Province, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 105(1990) 255-274.

[19] Nelson T. S., and Montana A., *"Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression"*, American Mineralogy 77(1992) 1242-1249.

[20] Tsuchiyama A., *"Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites",* Contributions to Mineralogy and Petrology 89(1985) l-16.

[21] Calanchi N., Peccerillo A., Tranne C. A., Lucchini F., Rossi P. L., Kempton P., Barbieri M., and Wue T.W., *"Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications_for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea)",* Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115(2002) 367-395.

[34] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *"A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks",* Canadian journal of earth sciences. 8(1971)523-548.
[35] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continental margins",* American Journal of science. 274(1974) 321-355.
[36] Jensen L. S., *"A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks",* Ontario Div Mines, Misc, (1976) 66 pp.
[37] Shand S.J., *"Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to depsits",* Thomas Murby London (1949) 488pp.
[38] Chappell B.W., white A.J.R., *"Two contrasting granite types",* Pasific Geology. 8 (1983) 173-174.
[39] Chappell B.W., White A.J.R., *"I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt",* Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences. 83(1992) 1-26.
[40] Ishihara S., *"The granitoide series and mineralization",* Economical Geology., 75(1981) 458-484.
[41] Frost B.R., G.Barnes C., J. Collins W., J. Arulus R. J., Ellis D., Frost C.D.,. *"A Geochemical Classification for Granitic rocks",* Journal of petrology 42(2001) 2033-2048.
[42] Pearce J. A., Harris N. B. W., Thindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock",* Journal of Petrology, 25(1984) 956 – 983.
[43] Condie K.C., *"Plate tectonic and crustal evolution",* Pergamon Press., (1989) 476p.
[44] Gill J. B., *"Orogenic andesites and plate tectonics",* Springer-Verlag, Berlin, Germany, (1981) 401 pp.
[45] Altherr R., Hall A., Henger E., Langer Kreuzer H., *"High potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany)",* Lithos, 50(2002) pp: 51-73.
[46] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., *"type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis",* Contributions to Mineralogy and Petrology 95(1987) 407- 419.
[47] Pearce J.A., Parkinson I.J., *"Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster,T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), Mamatic processes in Plate Tectonics"*, 76. Geological society of London special publication (1993) 373-403.
[22] Mason B., Moor C.B., *"Principle of geochemicemistry",* John Wiley Sons, New York., (1982) 344 pp.
[23] Harker A., *"The natural history of igneous rocks",* Methneu, London. (1909) 344 PP.
[24] Thompson R. N., *"Magmatism of the British Tertiary volcanic province",* Scottish Journal of Geology, 18(1982) 49-107.
[25] Sun S. S., Mc Donough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes",* In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, U. K. Special Publication 42(1989) 313-345.
[26] Floyd P. A., Winchester J. A., *"Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements",* Earth and Planetary Science Letters 27(1975) 211-218.
[27] Nicholson K. N., Black P. M., Hoskin P. W. O., and Smith I. E. M., *"Silicic volcanism and back –arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian - Pacific plate boundrary",* Journal of Volcanology Geothermal and Research 131(2004) 295-306.
[28] Green N. L., *"Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system",* Lithos 87(2006) 23-49.
[29] Hermann J., Spandler C., Hack A., and Korsakov A. V., *"Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks",* Implications for element transfer in subduction zones. Lithos 92(2006) 399-417.
[30] Green T. H., Pearson N. J., *"Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-Felsic compositions at high P and T",* Chemical Geology 54(1986) 185-201.
[31] Ryerson F. J., Watson E. B., *"Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletionin island arc basalts"*, Earth and Planetary Science Letters 86(1987) 225-239.
[32] Tatsumi Y., Eggins S., *"Subduction Zone Magmatism. Blackwell Publishing",* Oxford, (1995).
[33] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., *"Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high pressure experimentand natural rocks",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 29(1986) 239-309.

[48] Hofmann A., Jochum K., Seufert M. White M., *"Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution",* Earth and Planetary Science Letters, 79(1986) 33–45.

[49] He Y, Zhao G, Sun M, Wilde S.A, *"Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zhongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton",* Lithos, 102(2007) 158-178.

[50] Pearce J. A., *"Role of the sub continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths",* Shiva, nantwich (1983) 230-249.